第46卷 第3期
2023年3月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 46 No. 3
Mar. 2023

黄土高原热浪型和缺水型骤旱时空变化特征及其影响因素

任涛涛， 李双双， 段克勤， 何锦屏

（陕西师范大学地理科学与旅游学院，陕西 西安 710119）

摘 要：骤旱是一种以快速发展为主要特征的干旱。全球变暖背景下，近年来骤旱频发且不断加剧，严重影响我国农业生态系统和人类健康。了解骤旱事件的时空特征及其影响因素，对骤旱的监测、预警和防治至关重要。基于1981—2020年ERA5-LAND数据，辅以趋势分析和相关分析等气候诊断方法，对黄土高原生长季（4—9月）热浪型和缺水型骤旱的时空特征进行分析。结果表明：（1）近40 a黄土高原2类骤旱呈波动增加趋势。其中，缺水型骤旱增加速率[0.54候·(10a)$^{-1}$]高于热浪型骤旱[0.46候·(10a)$^{-1}$]；年代变化上，黄土高原2类骤旱变化具有相似性。1998年之前，2类骤旱以低位波动为主；1998—2010年，骤旱迅速增加；2010年后，骤旱增速停滞且呈下降趋势。（2）空间上，热浪型、缺水型骤旱分别有36.5%、37.5%的区域呈显著增加趋势（P<0.05）。黄土丘陵沟壑区、河套平原东部、汾渭河谷平原、黄土高原沟壑区东部，为2类骤旱共同显著增加区。（3）在影响因素上，青藏高原北部气压、赤道印度洋中部（0°~10°N、50°~90°E区域）海温异常，与黄土高原生长季骤旱异常显著正相关，即青藏高原北部气压偏高，赤道印度洋中部海温异常偏高时，黄土高原2类骤旱发生风险均较高。

关 键 词：气候变化；骤旱；时空变化；ERA5-LAND；黄土高原

文章编号：1000－6060(2023)03－0360－11(0360～0370)

气象干旱，是特定时间段内，降水异常低于平均状态，导致水资源短缺，对社会、经济和生态系统造成负面影响的气候现象[1]。干旱具有渐发性，致灾时间长，影响范围广，是我国最常见、影响最为广泛的自然灾害[2-4]。近年来，学界逐渐关注骤发性干旱事件[5-7]。与发生缓慢、发展时间较长的传统干旱相比，骤旱发展迅速，短时间内持续性降水不足、耦合高温热浪、强风与充足日照，导致土壤含水量迅速减少，对农业和生态系统造成严重影响[7]。相关研究表明，中国、美国、澳大利亚、印度等国骤旱事件愈加频繁[8-12]。其中，2012年美国中西部平原发生骤旱，导致大面积植被和作物枯萎甚至死亡[9]；2013年中国南方夏季骤旱影响范围达13个省，仅湖南、贵州受灾作物面积高达200×10^4 hm^2[12]。全球变暖背景下，未来骤旱可能成为“干旱”的新常态，亟需关注生态脆弱区和气候敏感区骤旱时空规律和影响因素。

目前，骤旱常用定义可分为2类：一是关注骤旱驱动机制，以候平均气温、降水、土壤湿度、蒸散发等水文气象数据为基础，通过变量组合来定义骤旱，并依据机理将其划分为热浪型和缺水型[13-14]；二是考虑骤旱的快速发展过程，从骤旱形成角度，将骤旱过程划分为：爆发、持续、消亡阶段，主要刻画骤旱快速发展的特征[15]。国内外学者对全球[5-6]、国家[8-11]、流域[16]以及不同自然区[7]骤旱事件的时空变化、驱动机制及未来趋势进行了大量研究，取得了

收稿日期：2022-06-22； **修订日期：**2022-08-23

基金项目：国家自然科学基金项目（41771030，42171095，41701592）；陕西省自然科学基础研究计划（2021JQ-311）资助

作者简介：任涛涛（1997-），男，硕士研究生，主要从事全球变化数值模拟研究. E-mail: r1372841563@163.com

通讯作者：段克勤（1970-），男，博士，教授，主要从事全球变化研究. E-mail: kqduan@snnu.edu.cn

丰富的成果。在已有骤旱研究中，对时空格局研究越来越少，而对影响机理研究越来越多，更加关注骤旱对农业、生态系统的影响机制[7-9]。在明确异常高温、大风、强辐射导致高蒸散发率[5]，是骤旱爆发的直接因素之外，关注骤旱时空规律的海气遥相关机理，也是当前研究的热点话题[17-18]。例如，Zhang等[17]研究全球骤旱与大尺度环流因素相关性发现，当发生拉尼娜时，澳大利亚和南美洲南部更易发生骤旱事件；同时，拉尼娜也会触发珠江流域骤旱风险[18]。值得一提的是，厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）对气候影响研究逐渐趋于精细化，更加关注赤道太平洋中东部不同区域海温异常，识别东部型和中部型ENSO事件对区域气候影响的差异性[19]。也有学者开始关注ENSO事件发展的时间过程，识别前冬、春季、夏季与厄尔尼诺、正常、拉尼娜事件的不同组合对中国夏季降雨影响的差异性[20]。随着ENSO影响中国夏季气候研究视角的不断完善，海气遥相关机制更加明晰，为全面认识中国典型脆弱区骤旱时空异常的影响机制提供了新思路。

黄土高原，是我国典型的生态脆弱区，也是气候变化敏感区，其内部平原地区（宁夏平原、河套平原、汾渭河谷平原）更是我国商品粮分布区[21]。骤旱往往发生在作物生长的关键阶段，短时间内强烈水分亏缺会导致作物大量减产[22]。生态修复方面，在大规模生态工程建设下，加之有利的气候条件，黄土高原生态恢复取得了前所未有的成果。相关研究表明，骤旱发生期间，蒸散发、日光诱导叶绿素荧光分别减少25%和11%，减弱植被光合作用，降低植被绿度和碳汇[23]。因此，在区域尺度上，有针对性地评估黄土高原骤旱时空变化趋势，验证不同海区ENSO事件与骤旱的相关关系，对科学适应和应对气候变化具有重要的现实意义。

基于此，本文以黄土高原为研究区域，利用ERA5-LAND数据，辅以趋势分析和相关分析等气候诊断方法，对1981—2020年黄土高原2类骤旱事件（热浪型和缺水型骤旱）的时空特征进行分析，探讨骤旱与不同海气指数的相关关系，以期为黄土高原生态修复、农业可持续发展提供理论依据。

1　研究区概况

黄土高原地处中国中部偏北，西起祁连山，东迄太行山，北到长城，南抵秦岭，东西长约1300 km，南北宽约800 km，总面积约为64.06×10⁴ km²，横跨山西、陕西、甘肃、青海、内蒙古、宁夏及河南7个省及自治区[24]。黄土高原气候为半干旱大陆季风气候，全年降水多集中在夏季，空间上自东南向西北递减，降水较少且时空分布不均，极易发生干旱事件。

参考黄土高原生态分区划分方案，考虑区域地形地貌特征，本文将研究区细分为：宁夏平原、河套平原、毛乌素沙地、黄土丘陵沟壑区、黄土高原沟壑区、土石山区、汾渭河谷平原7个子区（图1）[25]。其中，汾渭河谷平原、河套平原、宁夏平原3个子区，是黄土高原城市集中分布区，也是区域农业集中分布区。黄土丘陵沟壑区和毛乌素沙地是主要生态建设区。黄土高原沟壑区是半干旱向干旱气候的过渡带，也是黄河、渭河的上游地区。土石山区主要区域为太行山山区，是黄土高原的东界。

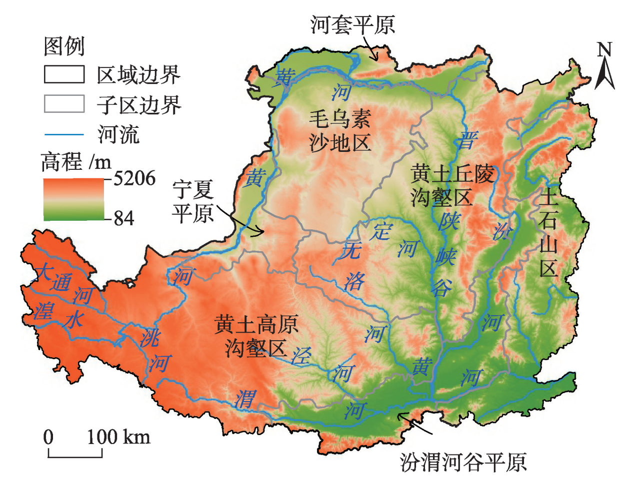


图1　黄土高原地理环境与研究分区

Fig. 1　Geographic environment and research zones in the Loess Plateau

2　数据与方法

2.1　数据来源

本文所用数据包括气温、蒸散发、土壤湿度等水文气象数据和海气环流指数数据。文中所用水文气象数据均来源于欧洲中期天气预报中心（Euro-

pean Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECWMF)提供的ERA5-LAND再分析数据集,他是在ERA5陆面部分的基础上,对其进行了一系列改进并重新计算得到的[26]。相较于ERA5, ERA5-LAND具有更高的空间分辨率(0.1°),时间分辨率为1 h。其土壤体积含水量分为4层,分别为0~7 cm、7~28 cm、28~100 cm、100~289 cm,考虑100 cm土壤水分能满足大部分作物根部水分、营养吸收需求[22],本文选用100 cm深土壤湿度进行研究。海气环流指数来源于国家气候中心气候变化与预测研究室。

2.2 研究方法

2.2.1 骤旱事件识别过程 判断骤旱的气象标准为:区域高温异常且土壤水分异常偏少。其中,土壤水分异常是骤旱发生的结果,是影响植被或作物正常生长的直接因素。

骤旱触发存在2种不同机制。一是短时间高温天气(往往伴随着热浪),加剧土壤蒸发,导致土壤水分急剧下降[13];二是区域降水偏少,土壤水分不足,土壤蒸散发能力减弱,经过陆气耦合作用导致气温异常偏高,反过来再加剧土壤水分下降[14]。前者被定义为热浪型骤旱;后者被定义为缺水型骤旱。

基于ERA5-LAND数据,对黄土高原范围生长季数据提取,并将1981—2020年ERA5-LAND逐小时气温、3层土壤湿度加权平均、蒸散发数据处理为候(5 d)平均[22]。

按照以下流程识别骤旱事件(图2):

(1) 气温条件判断。判定某候气温距平值是否高于1.0倍标准差。

(2) 土壤湿度条件判断。判定某候土壤湿度是

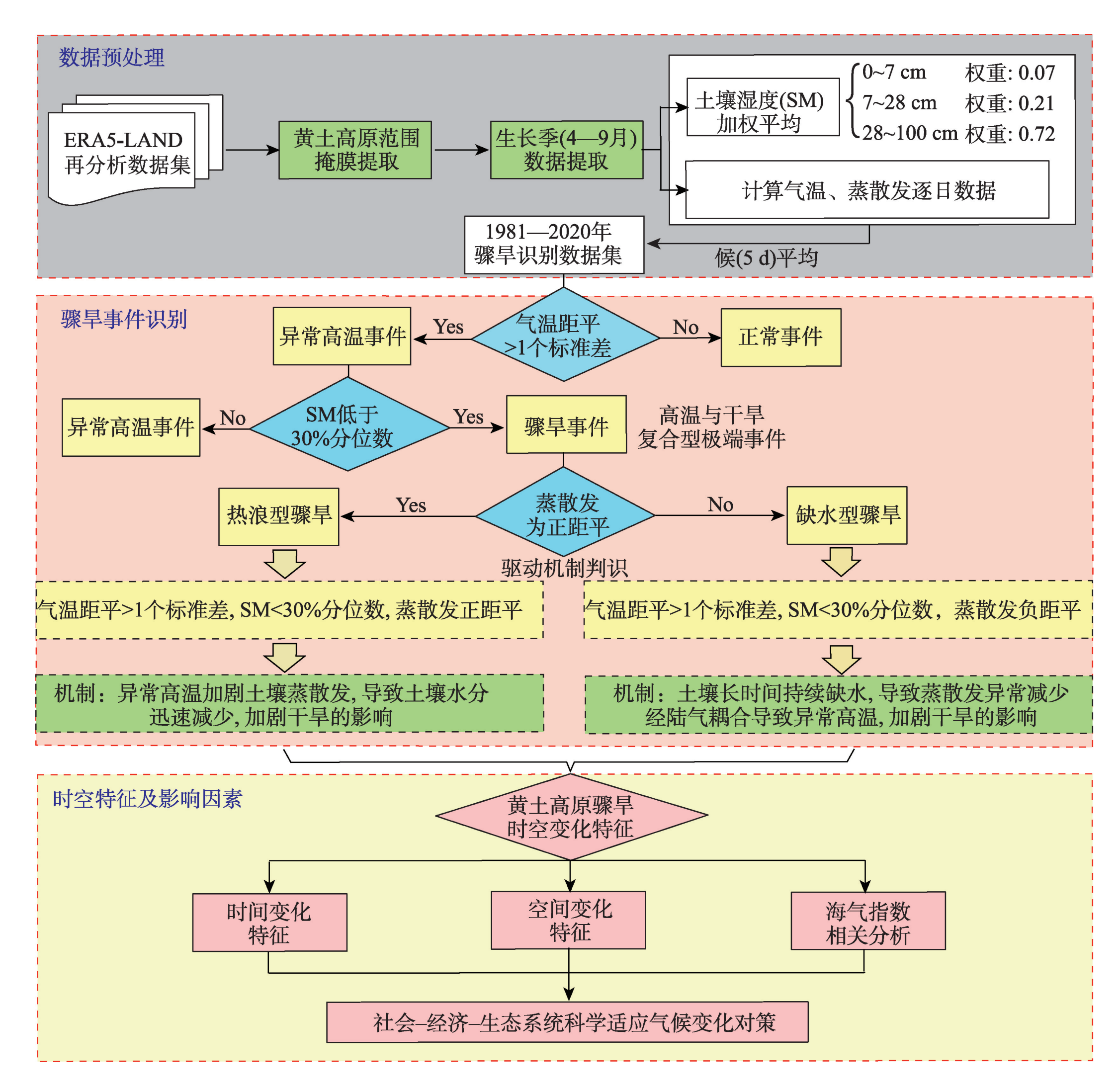


图2 热浪型和缺水型骤旱识别流程

Fig. 2 Identification process of heat wave and precipitation deficit flash drought

否低于30.0%的阈值。

(3) 蒸散发条件判断。如果气温异常偏高，土壤湿度偏低，且蒸散发距平为正，则为热浪型骤旱；反之，气温异常偏高，土壤湿度偏低，蒸散发距平为负，则为缺水型骤旱。

2.2.2 趋势分析法 骤旱候数变化趋势特征采用气象学和水文学中常用的Mann-Kendall趋势分析法(简称M-K)，M-K是一种非参数统计检验法，不受异常值干扰，适合对非正态分布的数据进行分析。通过每个像元的空间变化特征，综合反映一定时间序列下黄土高原骤旱演变特征[27]。因此，本文采用M-K趋势分析法，对黄土高原1981—2020年热浪型和缺水型骤旱变化趋势进行分析。

M-K的标准统计检验值Z_{MK}计算公式如下：

$$Z_{MK}=\begin{cases}\dfrac{S-1}{[\mathrm{Var}(S)]^{1/2}} & S>0\\ 0 & S=0\\ \dfrac{S+1}{[\mathrm{Var}(S)]^{1/2}} & S<0\end{cases}\tag{1}$$

$$\mathrm{Var}(S)=\frac{n(n-1)(2n+5)}{18}\tag{2}$$

$$S=\sum_{i=1}^{n-1}\sum_{j=i+1}^{n}\mathrm{sgn}(x_j-x_i)\tag{3}$$

$$\mathrm{sgn}(x_j-x_i)=\begin{cases}1 & (x_j-x_i)>0\\ 0 & (x_j-x_i)=0\\ -1 & (x_j-x_i)<0\end{cases}\tag{4}$$

式中：x为年骤旱候数变量；x_i、x_j分别为第i、j年骤旱候数值；n为研究时段长度；$\mathrm{Var}(S)$为统计量S的方差。$Z_{MK}>0$，序列有上升趋势；$Z_{MK}<0$，序列有下降趋势；统计量Z_{MK}绝对值大于2.42和2.70，表明变化趋势分别通过0.05和0.01显著性检验。

2.2.3 相关分析 采用基于区域的空间分析法，分析黄土高原全区及其7个子区生长季骤旱事件与海气指数的遥相关性，得出其与海气指数的遥相关系数，识别黄土高原骤旱响应的关键区域[28]。计算公式如下：

$$R_{xy}=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2}}\tag{5}$$

式中：R_{xy}为骤旱与海气指数的相关系数；x_i和y_i分别为第i年生长季骤旱事件与海气指数；$\bar{x}$和$\bar{y}$分别为生长季骤旱候数与海气指数均值；n为研究时段长度。海气指数主要指标有：9个厄尔尼诺(Oceanic Niño Index，NINO)指数、2个大西洋海温与2个青藏高原气压指数(表1)。

表1 海气环流指数

Tab. 1 Indices of ocean-atmosphere circulation

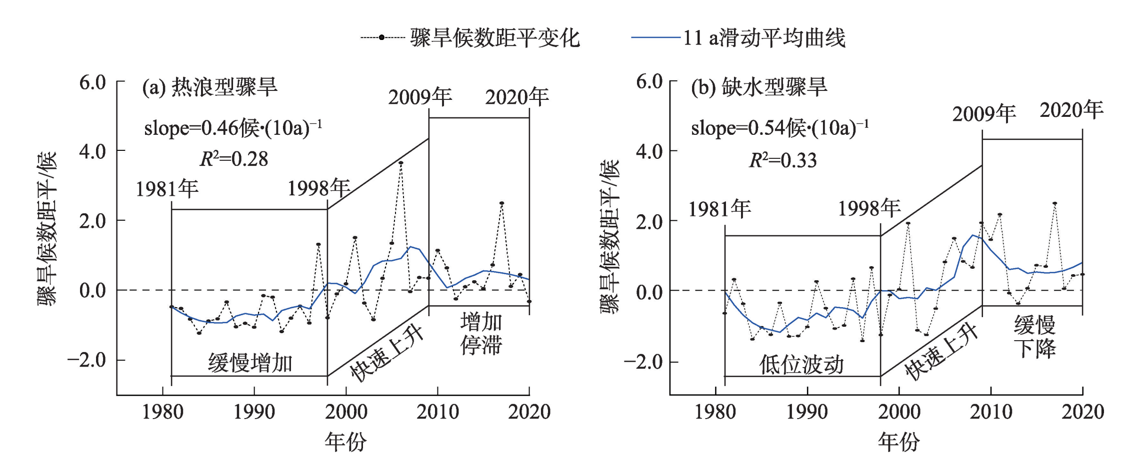
序号	海气环流	定义
1	NINO 1+2区	10°S~0°、90°~80°W区域，海表温度距平的平均值
2	NINO 3区	5°S~5°N、150°~90°W区域，海表温度距平的平均值
3	NINO 4区	5°S~5°N、160°E~150°W区域，海表温度距平的平均值
4	NINO 3.4区	5°S~5°N、170°~120°W区域，海表温度距平的平均值
5	NINO W区	0°~10°N、140°~180°E区域，海表温度距平的平均值
6	NINO C区	10°S~0°、180°~90°W区域，海表温度距平的平均值
7	NINO A区	25°~35°N、130°~150°E区域，海表温度距平的平均值
8	NINO B区	0°~10°N、50°~90°E区域，海表温度距平的平均值
9	NINO Z区	NINO 1+2、NINO 3和NINO 4区海表温度距平的面积加权平均
10	大西洋多年代际振荡指数	0°~70°N、80°W~0°区域，海表温度距平的平均值
11	大西洋海温三极子指数	0°~60°N、80°W~0°区域，海表温度距平经验正交函数分解第1模态作为投影模态，月海温距平场去除全球海温增暖影响后，对该模态投影系数的标准化序列
12	青藏高原南部气压指数	500 hPa高度场，25°~35°N、80°~100°E区域，格点位势高度与5000 gpm之差乘以格点面积的累积值
13	青藏高原北部气压指数	500 hPa高度场，30°~40°N、75°~105°E区域，格点位势高度与5000 gpm之差乘以格点面积的累积值

3 结果与分析

3.1 黄土高原骤旱的时间变化特征

3.1.1 黄土高原2类骤旱变化过程 1981—2020年，黄土高原2类骤旱候数变化具有同步性，共同呈波动增加趋势(图3)。其中，缺水型骤旱增加速率[0.54候·(10a)$^{-1}$]高于热浪型骤旱[0.46候·(10a)$^{-1}$]。

从11 a滑动平均曲线分析，黄土高原2类骤旱候数变化过程可分为3个阶段：(1) 1981—1998年为骤旱发生相对低值期。以1987年为转折点，前期



注：slope为1981—2020年骤旱候数距平线性拟合趋势；R^2为线性拟合决定系数。

图3 1981—2020年黄土高原热浪型和缺水型骤旱年代变化

Fig. 3 Decadal changes of heat wave and precipitation deficit flash drought in the Loess Plateau during 1981—2020

热浪型骤旱以平稳波动为主，缺水型骤旱有下降趋势，后期2类骤旱均呈小幅波动上升。(2) 1999—2009年为2类骤旱快速增加期。缺水型骤旱增加速率快于热浪型骤旱。20世纪90年代中后期黄土高原高温天数明显增加[27]，与本文黄土高原1998年后骤旱候数迅速增加时期相对应，说明区域高温可能是骤旱发生的重要气候背景。(3) 2010—2020年为骤旱转折下降期。骤旱候数虽维持高位波动，多年候数均值高于20世纪80—90年代，但增速停滞且呈下降趋势。

3.1.2 7个子区2类骤旱变化过程 对于黄土高原不同分区而言，1981—2020年，7个子区热浪型骤旱候数年代变化呈现出“非线性、非平稳、阶段性”的特征(图4a)。

从年代尺度看，7个子区热浪型骤旱候数变化与黄土高原全区变化特征类似，仅在年代转折点略有差异，变化过程也可分为3个阶段：(1) 1981—1995年，河套平原、黄土丘陵沟壑区、黄土高原沟壑区、土石山区和汾渭河谷平原热浪型骤旱候数维持低位波动；宁夏平原、毛乌素沙地骤旱候数在距平值附近波动，呈“偏少-偏多-偏少”交替变化过程。(2) 1996—2006年，7个子区热浪型骤旱均呈上升趋势。其中，黄土高原东南地区4个子区(黄土丘陵沟壑区、黄土高原沟壑区、土石山区和汾渭河谷平原)骤旱候数在20世纪90年代转为正距平，转折时间早于黄土高原西北地区3个子区(宁夏平原、河套平原、毛乌素沙地)的21世纪初。(3) 2007—2020年，7个子区以2011年为转折点，前期波动下降，后期波动上升。其中，近期汾渭河谷平原、黄土高原沟壑区、宁夏平原热浪型骤旱呈下降趋势；土石山区、毛乌素沙地、河套平原以平稳波动为主；黄土丘陵沟壑区有上升趋势。

与热浪型骤旱相比，缺水型骤旱候数年代变化特征更加复杂(图4b)。具体划分为3个阶段：(1) 1981—1995年，河套平原、黄土丘陵沟壑区、黄土高原沟壑区、土石山区和汾渭河谷平原缺水型骤旱与热浪型骤旱变化特征一致，宁夏平原、毛乌素沙地缺水型骤旱候数下降趋势更明显，在20世纪90年代中期形成候数异常偏少期。(2) 1996—2009年，黄土高原北部4个子区(宁夏平原、河套平原、毛乌素沙地、黄土丘陵沟壑区)缺水型骤旱稳步增加；其他分区则呈“增加-减少-增加”的波动增加过程。(3) 2010—2020年，汾渭河谷平原、毛乌素沙地缺水型骤旱以高位平稳波动为主，土石山区、黄土丘陵沟壑区、河套平原以2014年为转折点，前期下降且后期呈增加趋势，黄土高原沟壑区、宁夏平原则呈下降趋势。

3.2 黄土高原热浪型和缺水型骤旱的空间变化特征

由于气温、降水、植被类型与人类活动的差异性，黄土高原不同分区骤旱发生频次和变化趋势呈现明显的空间分异(图5)。主要变化特征为：

(1) 黄土高原热浪型骤旱候数整体呈现出：“西北少、东南多”的空间格局，其中，黄土高原西北部

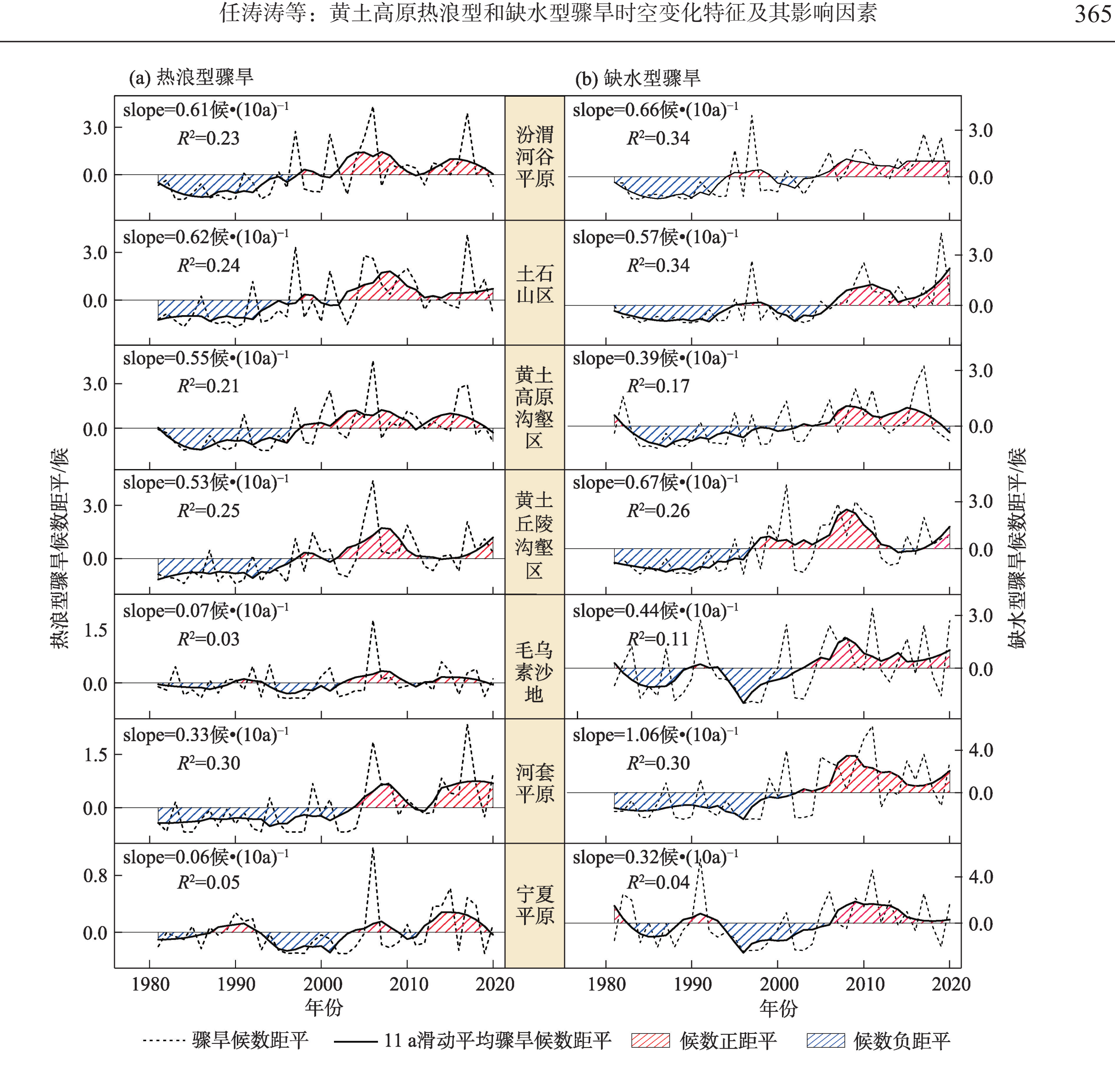


图4　黄土高原7个子区热浪型和缺水型骤旱的年代变化

Fig. 4　Decadal changes of heat wave and precipitation deficit flash drought in the seven subregions of Loess Plateau

(宁夏平原、河套平原、毛乌素沙地)有71%的区域，热浪型骤旱40 a累积候数在20.0候以下(图5a)；而东南部山地湿润区域40 a累积候数多在60.0候以上，这与前人研究结论一致，即热浪型骤旱多发生在较湿润地区[22]。

与热浪型骤旱空间格局相比，缺水型骤旱则呈现"相反"的空间格局，即热浪型骤旱多发区，往往对应缺水型骤旱偏少区。在空间上，宁夏平原、河套平原、汾渭河谷平原、无定河流域是缺水型骤旱最为频发区；中等强度频次多发区为黄土丘陵沟壑区西部、毛乌素沙地、黄土高原沟壑区东部(图5b)。

(2) 1981—2020年，黄土高原2类骤旱候数整体以增加趋势为主，其中热浪型和缺水型骤旱增加趋势通过0.05显著性检验的栅格占比分别为：36.5%与37.5%。空间格局上，黄土丘陵沟壑区、河套平原东部、汾渭河谷平原、黄土高原沟壑区东部，为2类骤旱共同显著增加区；河套平原西部、汾渭河谷平原的豫西地区为缺水型骤旱显著增加区；黄土高原沟壑区的陇东地区、大通河流域为热浪型骤旱显著增加区。毛乌素沙地、宁夏平原和黄土高原沟壑区黄河段2类骤旱则无明显的趋势变化(图5c~d)。

3.3　黄土高原骤旱与海气指数的相关关系

图6为1981—2020年黄土高原全区及7个子区2类骤旱与同期NINO、大西洋海温和青藏高原气压指数的相关性分析。对于热浪型骤旱，黄土高原沟

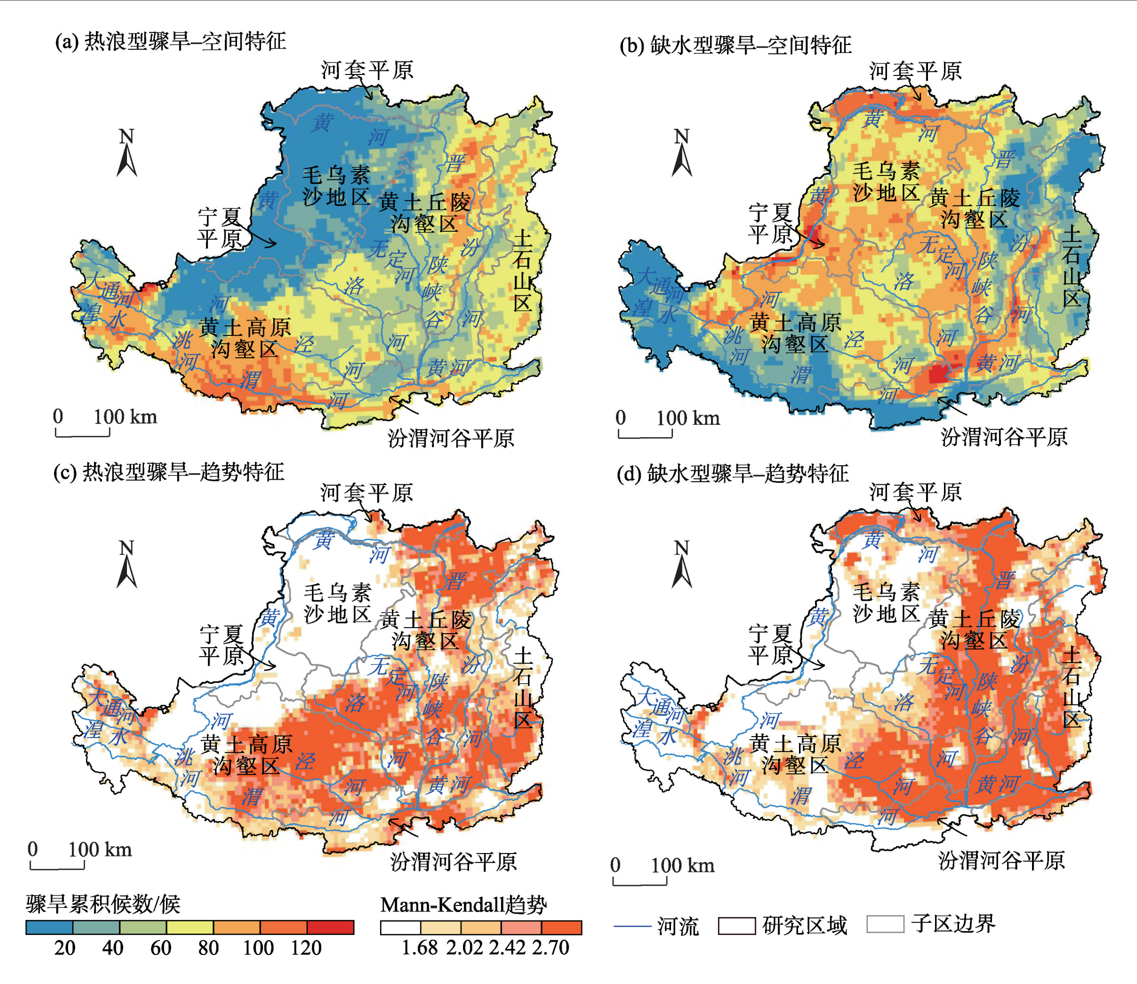


图5 1981—2020年黄土高原热浪型和缺水型骤旱空间分布及其趋势特征

Fig. 5 Spatial distribution and trend of heat wave and precipitation deficit flash drought in the Loess Plateau in 1981—2020

壑区、汾渭河谷平原有7个海气指数相关性通过0.10显著性水平检验，高于河套平原（6个）、黄土丘陵沟壑区（5个）、土石山区（5个），毛乌素沙地、宁夏平原则没有海气指数通过0.10显著性水平检验；缺水型骤旱与海气指数相关结果与热浪型骤旱特征一致，仅是与大西洋海温三极子指数和NINO A区海温指数的相关性有所降低。

细化指标类型，NINO、大西洋海温异常、青藏高原气压异常与黄土高原骤旱变化响应关系存在明显差异性，主要特征表现如下：

（1）对于热浪型骤旱，9个海区NINO指数与黄土高原7个子区骤旱指标组合形成63个相关关系，有60个为正相关，3个为负相关，说明两者多为正相关。对于不同海区NINO指数而言，河套平原、汾渭河谷平原和黄土高原全区与NINO W区海温呈强正相关，说明NINO W区海温越高，上述3个区域发生热浪型骤旱风险越高。

9个海区NINO指数与缺水型骤旱亦呈正相关。除宁夏平原外，NINO B区海温异常与其他6个子区骤旱年际变化呈显著正相关。说明赤道印度洋中部海温异常偏高时，黄土高原发生缺水型骤旱风险较大。

（2）对于大西洋海温而言，除宁夏平原与毛乌素沙地外，黄土高原其他5个子区2类骤旱与大西洋多年代际振荡指数呈强正相关，也就是说，0°~70°N、80°W~0°区域内海表温度距平值越高，黄土高原骤旱风险越高；而与大西洋海温三极子指数呈负相关且相关性明显减弱。

（3）青藏高原气压指数与黄土高原全区2类骤旱均呈正相关，且青藏高原北部气压指数相关性高于南部。说明当30°~40°N、75°~105°E区域气压异常偏高时，黄土高原骤旱风险较高。

查阅相关文献，尝试对青藏高原北部气压指数与黄土高原骤旱高相关性的大气动力学机理进行

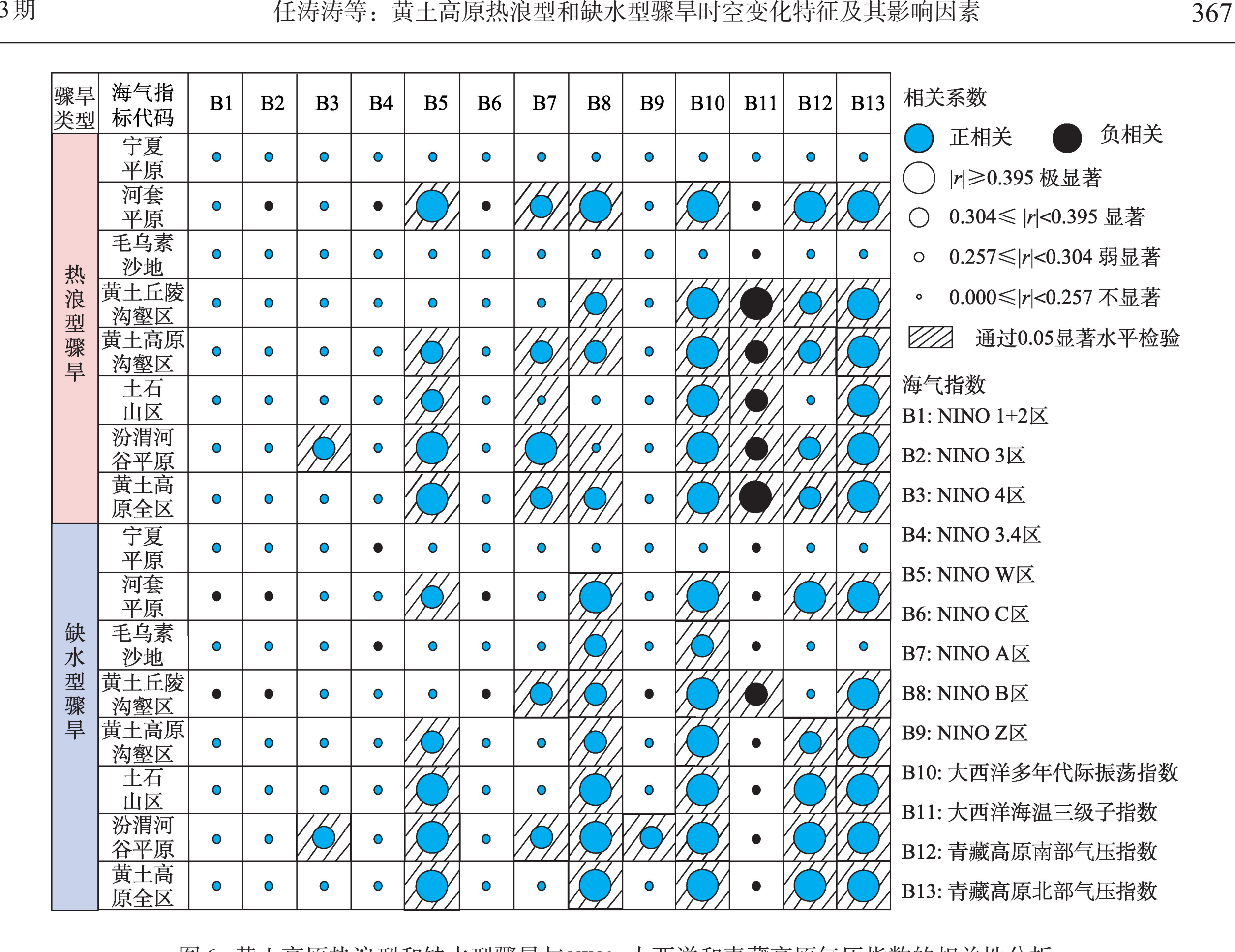


图6 黄土高原热浪型和缺水型骤旱与NINO、大西洋和青藏高原气压指数的相关性分析

Fig. 6 Correlation analysis of heat wave and precipitation deficit flash drought on the Loess Plateau with NINO, Atlantic Ocean and Tibetan Plateau indices

解释[29-30]。具体机制如下：由于青藏高原积雪分布存在南北空间差异，加之高原不对称性增温，冬春季北部积雪异常偏多时，提高地表反照率，减弱高原地表对大气的感热和潜热输送；后期积雪融化，不断吸收热量，融化后形成的"湿土壤"与大气长期相互反馈，进一步减弱高原春夏季热源，不利于东亚夏季风的发展，导致我国北方地区（黄土高原）降水异常偏少。此外，高原春季感热减弱，使高原近地面气旋式环流和西北太平洋副热带高压减弱，导致东亚夏季风爆发偏晚且弱，加剧我国北方（黄土高原）干旱[30]。

4 讨论

本文以黄土高原，亦是典型的生态脆弱区为研究区域，对骤旱事件的时空演变和影响因素进行分析。在前期骤旱研究中，时空演变是骤旱研究的基本内容，影响因素的研究为骤旱的监测及预警提供可能，近年来备受关注[3-6]。通过对骤旱发生前、发生时、结束后的气温、降水、土壤湿度、蒸散发、径流等水文气象数据进行对比，发现异常高温、土壤湿度快速下降往往是骤旱爆发的先决条件[16,22]。本研究依据骤旱事件与13个海气指数的遥相关性，识别影响骤旱发生的关键区域，从新的角度分析骤旱的影响因素，丰富骤旱监测与预警手段。

目前，骤旱的研究主要基于站点监测、数值模拟、遥感反演及再分析数据[3,9,16,22]。相比于其他数据，再分析数据采用最先进的全球资料同化系统和数据库，是数值预报产品和观测资料融合处理得到的，具有时间序列长、分辨率高等优点，因此被广泛应用于骤旱研究。已有研究采用ERA5-Land、ERA5、GLDAS、ERA-Interim等再分析数据构建骤旱指数，并能够准确识别骤旱事件[3,8,12,18]。本研究仅采用ERA5-Land再分析数据来识别黄土高原骤旱，单一数据源会对结果带来不确定性，这方面将在以后的研究中予以综合考虑。

5 结 论

基于ERA5-LAND再分析数据集，本文对1981—2020年黄土高原热浪型和缺水型骤旱时空变化特征进行分析，探讨了黄土高原全区及7个子区2类骤旱与NINO、大西洋海温和青藏高原气压指数年际变化的响应关系，得到初步结论如下：

（1）在时间变化上，1981—2020年，黄土高原2种类型骤旱呈现波动增加趋势，且缺水型骤旱增加速率高于热浪型骤旱。从年代变化看，黄土高原全区与7个子区骤旱变化过程具有相似性，均呈现出：低位波动期（1980—1998年）、迅速增加期（1999—2009年）和增加停滞期（2010—2020年）。

（2）在空间变化上，热浪型骤旱频发区主要分布在黄土高原东部和南部山地，空间格局呈现"西北少、东南多"；而缺水型骤旱空间格局与热浪型相反，空间频发区主要集中在宁夏平原、河套平原、汾渭河谷平原等农业种植区。在空间趋势上，近40 a黄土高原2类骤旱候数以增加趋势为主，黄土丘陵沟壑区、河套平原东部、汾渭河谷平原、黄土高原沟壑区东部，为2类骤旱共同显著增加区。

（3）在影响因素上，黄土高原2类骤旱变化与NINO W区、NINO B区、大西洋多年代际振荡指数、青藏高原气压指数相关程度较高。相较于其他指数，青藏高原气压指数通过动力和热力作用对东亚季风的年代际、年际和季节内变化产生影响，与黄土高原骤旱异常密切相关。

参考文献（References）

[1] 王文静, 延军平, 刘永林, 等. 基于综合气象干旱指数的海河流域干旱特征分析[J]. 干旱区地理, 2016, 39(2): 336-344. [Wang Wenjing, Yan Junping, Liu Yonglin, et al. Characteristics of droughts in the Haihe Basin based on meteorological drought composite index[J]. Arid Land Geography, 2016, 39(2): 336-344.]

[2] 张世喆, 朱秀芳, 刘婷婷, 等. 基于多维Copula的中国干旱特征及危险性分析[J]. 干旱区地理, 2022, 45(2): 333-345. [Zhang Shizhe, Zhu Xiufang, Liu Tingting, et al. Drought characteristics and risk hazard in China based on multidimensional Copula model [J]. Arid Land Geography, 2022, 45(2): 333-345.]

[3] Zhang Y, Liu X H, Jiao W Z, et al. A new multi-variable integrated framework for identifying flash drought in the Loess Plateau and Qinling Mountains regions of China[J]. Agricultural Water Management, 2022, 265(C): 107544, doi: 10.1016/j.agat.2022.107544.

[4] 袁星, 王钰淼, 张苗, 等. 关于骤旱研究的一些思考[J]. 大气科学学报, 2020, 43(6): 1086-1095. [Yuan Xing, Wang Yumiao, Zhang Miao, et al. A few thoughts on the study of flash drought[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2020, 43(6): 1086-1095.]

[5] Qing Y M, Wang S, Ancell B C, et al. Accelerating flash droughts induced by the joint influence of soil moisture depletion and atmospheric aridity[J]. Nature Communications, 2022, 13(1): 1-10.

[6] Christian J I, Basara J B, Hunt E D, et al. Global distribution, trends, and drivers of flash drought occurrence[J]. Nature Communications, 2021, 12(1): 1-11.

[7] Ford T W, Labosier C F. Meteorological conditions associated with the onset of flash drought in the eastern United States[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2017, 247: 414-423.

[8] Wang L Y, Yuan X, Xie Z H, et al. Increasing flash droughts over China during the recent global warming hiatus[J]. Scientific Reports, 2016, 6(1): 1-8.

[9] Otkin J A, Anderson M C, Hain C, et al. Assessing the evolution of soil moisture and vegetation conditions during the 2012 United States flash drought[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2016, 218: 230-242.

[10] Nguyen H, Wheeler M C, Otkin J A, et al. Using the evaporative stress index to monitor flash drought in Australia[J]. Environmental Research Letters, 2019, 14(6): 064016, doi: 10.1088/1748-9326/ab2103.

[11] Mahto S S, Mishra V. Dominance of summer monsoon flash droughts in India[J]. Environmental Research Letters, 2020, 15 (10): 104061, doi: 10.1088/1748-9326/abaf1d.

[12] Yuan X, Ma Z, Pan M, et al. Microwave remote sensing of short-term droughts during crop growing seasons[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 42(11): 4394-4401.

[13] Mo K C, Lettenmaier D P. Heat wave flash droughts in decline[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 42(8): 2823-2829.

[14] Mo K C, Lettenmaier D P. Precipitation deficit flash droughts over the United States[J]. Journal of Hydrometeorology, 2016, 17(4): 1169-1184.

[15] Christian J I, Basara J B, Otkin J A, et al. A methodology for flash drought identification: Application of flash drought frequency across the United States[J]. Journal of Hydrometeorology, 2019, 20 (5): 833-846.

[16] Zhang Y Q, You Q L, Chen C C, et al. Evaluation of downscaled CMIP5 coupled with VIC model for flash drought simulation in a humid subtropical basin, China[J]. Journal of Climate, 2018, 31 (3): 1075-1090.

[17] Zhang H Y, Wu C H, Yeh P J F, et al. Global pattern of short-term concurrent hot and dry extremes and its relationship to large-scale climate indices[J]. International Journal of Climatology, 2020, 40 (14): 5906-5924.

[18] Zhang H Y, Wu C H, Hu B X. Recent intensification of short-term concurrent hot and dry extremes over the Pearl River Basin, China

[J]. International Journal of Climatology, 2019, 39(13): 4924-4937.

[19] 徐华, 徐建军, 范伶俐. ENSO多样性研究进展[J]. 热带气象学报, 2019, 35(2): 281-288. [Xu Hua, Xu Jianjun, Fan Lingli. ENSO diversity: A review[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2019, 35(2): 281-288.]

[20] 王婷, 李双双, 延军平, 等. 基于ENSO发展过程的中国夏季降水时空变化特征[J]. 自然资源学报, 2022, 37(3): 803-815. [Wang Ting, Li Shuangshuang, Yan Junping, et al. Spatio-temporal variation of summer precipitation in China based on ENSO development process[J]. Journal of Natural Resources, 2022, 37(3): 803-815.]

[21] 吉珍霞, 侯青青, 裴婷婷, 等. 黄土高原植被物候对季节性干旱的敏感性响应[J]. 干旱区地理, 2022, 45(2): 557-565. [Ji Zhenxia, Hou Qingqing, Pei Tingting, et al. Sensitive response of vegetation phenology to seasonal drought in the Loess Plateau[J]. Arid Land Geography, 2022, 45(2): 557-565.]

[22] Wang L Y, Yuan X. Two types of flash drought and their connections with seasonal drought[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2018, 35(12): 1478-1490.

[23] He M Z, Kimball J S, Yi Y, et al. Impacts of the 2017 flash drought in the US northern plains informed by satellite-based evapotranspiration and solar-induced fluorescence[J]. Environmental Research Letters, 2019, 14(7): 074019, doi: 10.1088/1748-9326/ab22c3.

[24] 胡鹏飞, 李净, 王丹, 等. 基于MODIS和TRMM数据的黄土高原农业干旱监测[J]. 干旱区地理, 2019, 42(1): 172-179. [Hu Pengfei, Li Jing, Wang Dan, et al. Monitoring agricultural drought in the Loess Plateau using MODIS and TRMM data[J]. Arid Land Geography, 2019, 42(1): 172-179.]

[25] 杨艳芬, 王兵, 王国梁, 等. 黄土高原生态分区及概况[J]. 生态学报, 2019, 39(20): 7389-7397. [Yang Yanfen, Wang Bing, Wang Guoliang, et al. Ecological regionalization and overview of the Loess Plateau[J]. Acta Ecologica Sinica, 2019, 39(20): 7389-7397.]

[26] 岳书平, 闫业超, 张树文, 等. 基于ERA5-LAND的中国东北地区近地表土壤冻融状态时空变化特征[J]. 地理学报, 2021, 76(11): 2765-2779. [Yue Shuping, Yan Yechao, Zhang Shuwen, et al. Spatiotemporal variations of soil freeze-thaw state in northeast China based on the ERA5-LAND dataset[J]. Acta Geographica Sinica, 2021, 76(11): 2765-2779.]

[27] 安彬, 肖薇薇, 张淑兰, 等. 1960—2017年黄土高原地表温度时空变化特征[J]. 干旱区地理, 2021, 44(3): 778-785. [An Bin, Xiao Weiwei, Zhang Shulan, et al. Spatial and temporal characteristics of surface temperature in the Loess Plateau during 1961—2017[J]. Arid Land Geography, 2021, 44(3): 778-785.]

[28] 贾丹阳, 熊祯祯, 高岩, 等. 近30 a台特玛湖地区土地利用/土地覆被变化及其影响因素[J]. 干旱区地理, 2021, 44(4): 1022-1031. [Jia Danyang, Xiong Zhenzhen, Gao Yan, et al. Land use/land cover change and influencing factors in the Taitema Lake in the past 30 years[J]. Arid Land Geography, 2021, 44(4): 1022-1031.]

[29] 杨凯, 胡田田, 王澄海. 青藏高原南、北积雪异常与中国东部夏季降水关系的数值试验研究[J]. 大气科学, 2017, 41(2): 345-356. [Yang Kai, Hu Tiantian, Wang Chenghai. A numerical study on the relationship between the spring-winter snow cover anomalies over the northern and southern Tibetan Plateau and summer precipitation in east China[J]. Atmospheric Sciences, 2017, 41(2): 345-356.]

[30] 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究[J]. 大气科学, 2009, 33(5): 903-915. [Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen, et al. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China[J]. Atmospheric Sciences, 2009, 33(5): 903-915.]

Spatiotemporal variation characteristics and influencing factors of heat wave and precipitation deficit flash drought in the Loess Plateau

REN Taotao, LI Shuangshuang, DUAN Keqin, HE Jinping
(School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, Shaanxi, China)

Abstract: Flash drought is a type of drought characterized by rapid intensification. In the context of global warming, flash droughts are increasingly frequent, which has had a devastating impact on the agricultural ecosystem and public health of China. Understanding the spatiotemporal variation characteristics and influencing factors of flash drought events is of critical importance for monitoring, early warning, and loss prevention. On the basis of ERA5-Land data from 1981 to 2020, this study examined the spatiotemporal variation of two types of flash drought (heat wave and precipitation deficit flash drought) in the Loess Plateau using trend and correlation analyses. The relationship between the different atmosphere-ocean oscillation indices and the number of flash drought is also examined. The following results are presented. (1) The frequency of the two types of flash drought increased significantly from 1981 to 2020, with a higher increasing precipitation deficit rate [0.54 penta·$(10a)^{-1}$] than that of heat wave [0.46 penta·$(10a)^{-1}$] flash drought. Particularly, the two types of flash drought had a similar pattern in decadal variation. Before 1998, the two types of flash drought primarily displayed low fluctuation. From 1998 to 2010, the number of flash droughts rapidly increased. The growth rate of flash droughts stalled and began to decline after 2010. (2) A spatially significant ($P<0.05$) upward trend for heat wave (precipitation deficit) flash drought was observed in 36.5% (37.5%) of the Loess Plateau. The parts of the Loess Plateau with gullies and hills, as well as the eastern Hetao Plain and the Fenwei River Valley Plain, had a marked increase in the incidence of heat waves and precipitation deficit flash droughts. (3) Considering the influencing factors, the trend and interannual oscillations of flash drought in the Loess Plateau can be explained by the sea surface temperature (SST) anomaly in the NINO B region and the atmospheric pressure anomaly in the northern Qinghai-Tibet Plateau. The Loess Plateau had an increase in the probability of flash drought due to positive air pressure anomalies in the northern Qinghai-Tibet Plateau and large SST anomalies in the central equatorial India Ocean.

Key words: climate change; flash drought; spatiotemporal variation; ERA5-LAND; Loess Plateau